



SONDER LA MATIÈRE PAR LES ONDES ÉLECTROMAGNÉTIQUES

Mesure de la réflectivité atmosphérique par radar météorologique : comparaison avec un réseau de capteurs au sol.

Ruben Hallali^{(*) et (*)}, Gilles Guillemin^{**}, Alain Moreau^{**}, Francis Dalaudier^{*}, Jacques Parent du Châtelet^{***}**

^{*}Université Versailles St-Quentin ; Sorbonne Universités, UPMC Univ. Paris 06 ; CNRS-INSU LATMOS-IPSL, Guyancourt, France francis.dalaudier@latmos.ipsl.fr, ruben.hallali@latmos.ipsl.fr

^{**}Météo-France, gilles.guillemin@meteo.fr, alain.moreau@meteo.fr,

^{***}Météo-France UMR3589, CNRS - CNRM-GAME, Centre National de Recherches Météorologiques, jacques.parent-du-chatelet@meteo.fr, ruben.hallali@meteo.fr

Mots clés (*en français et en anglais*) : Radar, Indice de réfraction, Humidité, Turbulence atmosphérique. Radar, Refractive index, Humidity, Atmospheric turbulence.

Abstract

Weather radars could measure the change in the refractive index of air in the boundary layer of the atmosphere (Fabry et al., 1997, Fabry, 2004). This technic uses the phase of signal from ground targets located around weather radars. It provides information on atmospheric refractivity which depends on meteorological parameters such as temperature, pressure and humidity. During the HyMeX (Hydrological cycle in Mediterranean Experiment) campaign, refractivity measurements were implemented with success on several S-band radars of the French radar network (Parent du Châtelet et al.). In order to better characterize the origins of errors, a recent work (Besson et al. 2012) has led to temporal variations simulations of refractivity based on Automatic Weather Station (AWS) measurements. These simulations have shown a stronger variability of the signal during the summer and the afternoon, when refractivity is the most sensitive to humidity. One may argue that this is caused by turbulence in the lower layers of the atmosphere. This has raised the question about whether or not observed variability of refractivity can lead to information concerning the turbulent state of the atmosphere. In order to sample temporal and spatial phase variability, an analysis based on 1-year dataset from C-band radar of Trappes and AWS measurements is presented. It highlights the possibility of setting quantitative and qualitative link between radar refractivity variability and AWS refractivity variability.

Résumé

Les radars météorologiques peuvent mesurer les changements de l'indice de réfraction l'air dans les basses couches de l'atmosphère (Fabry et al., 1997, Fabry 2004). En utilisant les changements de phase provenant de cibles fixes aux alentours du radar, cette mesure permet d'obtenir une mesure de la réflectivité atmosphérique. Celle-ci dépend de la pression, la température et l'humidité. Les échos exploitables proviennent en général des cibles fixes telles que des châteaux d'eau, des tours ou des pylônes électriques. Pendant la campagne HyMeX (Hydrological cycle in Mediterranean eXperiment), cette mesure a été implémentée avec succès sur les radars bande S du réseau opérationnel de Météo-France. Afin de mieux comprendre les sources d'erreur autour de cette mesure, en particulier lorsque l'on monte en fréquence, Besson et al. 2012 a mené une simulation à partir des données de stations météorologiques automatiques. Cela a permis de mettre en avant une plus forte variabilité du signal l'été et en fin d'après-midi, quand la réflectivité est très sensible aux changements d'humidité. Cette simulation a ensuite été confirmée par des mesures radar. Est-il alors possible d'obtenir une information sur la turbulence à partir de cette mesure ? Pour échantillonner la variabilité spatiale et temporelle de la réflectivité, une analyse a été menée sur un an de données provenant du radar en bande C de Trappes, conjointement à une comparaison avec les stations automatiques alentours. L'étude présentée ici a permis de montrer qu'un lien qualitatif et quantitatif peut être établi entre les variabilités de la réflectivité mesurée par radar ou par les stations automatiques, qui sont liées à la turbulence atmosphérique de basses couches.

Introduction

La vapeur d'eau joue un rôle important dans de nombreux processus atmosphériques. Une meilleure connaissance de la structure spatiale et de la variabilité du champ d'humidité dans les basses couches est essentielle pour améliorer la compréhension des phénomènes comme la turbulence, la convection ou l'évaporation [1] [2]. A l'interface entre les surfaces et l'atmosphère, la vapeur d'eau intervient dans les échanges de chaleur et de quantité de mouvement, qui doivent être mieux pris en compte dans le cadre des études sur le changement climatique [3].

Les modèles à méso-échelle ne représentent pas encore parfaitement les structures dynamiques et les processus microphysiques intervenant en début de convection, ce qui entraîne un manque de précision dans les prévisions. Une des conditions d'amélioration est une meilleure connaissance du champ d'humidité de basse couche [4] [2]. Les études de sensibilité montrent qu'une erreur de 2% sur la mesure d'humidité relative peut être cruciale dans la prévision d'événements convectifs par les modèles numériques [5]. De plus, les quantités de précipitations prévues numériquement pourraient être considérablement améliorées par l'assimilation d'un champ d'humidité de haute résolution. Dans ce contexte, l'OMM (Organisation Mondiale de la Météorologie) a émis des recommandations via le programme OSCAR (Observing Capability Analysis and Review Tools). L'objectif fixé par l'organisation est une erreur maximale de 2% sur une mesure d'humidité spécifique avec une résolution horizontale de 1 km, et une résolution temporelle de 15 min. Le réseau de stations sol ne pouvant s'adapter à de telles recommandations, la mesure de réfractivité atmosphérique par radar semble être une bonne voie pour approcher et atteindre à terme cet objectif.

Les radars météorologiques, conçus pour localiser et suivre les zones précipitantes, peuvent en effet être utilisés pour des mesures de réfractivité atmosphérique [6] et [7]. Pour cela, il est nécessaire d'analyser le changement entre deux observations de la phase du signal radar rétrodiffusé par des cibles fixes pour de faibles élévations du faisceau. La mesure a été implémentée sur les radars de Météo-France [8] et les résultats ont été fructueux durant la campagne HyMeX avec les radars en bande S [9]. Plusieurs produits ont été développés pour cette bande de fréquence, comme une cartographie des variations de réfractivité avec une échelle horizontale de 5 km et temporelle de 15 min. L'évolution temporelle des phénomènes météorologiques peut être suivie en utilisant cette cartographie [10]. A titre d'exemple, Wakimoto et Murphey, 2009 [11] montrent que le maximum de la dérivée totale de la réfractivité radar est observé au niveau de la zone de développement de cumulus, près d'une zone de convergence. Des études sur l'assimilation de la réfractivité dans les modèles de prévision numérique du temps sont également en cours pour évaluer l'impact de la mesure sur le déclenchement de la convection [12] [13].

Malgré ces résultats positifs, certains problèmes connexes subsistent, en particulier pour la bande C qui est couramment utilisée dans le réseau européen, et ces problèmes doivent être surmontés avant une exploitation opérationnelle. On note principalement le bruit associé au champ de phase mesuré par le radar ; les effets de différence d'altitude entre cibles radars utilisées (terrain non plat) ; les changements du gradient vertical de réfractivité [7] ; et les incertitudes sur la position exacte de la cible [14]. Comme proposé par Fabry 2004, un lissage spatial et temporel du champ de phase est efficace pour limiter l'impact de ces problèmes. Cela suggère que l'erreur est principalement due à des variations stochastiques de petite échelle autour d'une valeur moyenne stable. Depuis lors, des procédures de calcul de moyennes ont été utilisées dans presque tous les produits opérationnels et expérimentaux de la réfractivité (mesures radar à McGill [7], IHOP (International H₂O Project [15]), REFRACTT (Refractivity Experiment for H₂O Research and Collaborative Operational Technology Transfer, [16]) et campagne HyMeX (Hydrological cycle in Mediterranean eXperiment [17]).

Lors d'un récent travail portant sur les sources d'erreurs liées à la mesure, une simulation à partir de données de stations in-situ a permis d'établir que la variabilité de la réfractivité durant l'été et l'après-midi est nettement plus importante que durant la nuit, et plus encore que durant l'hiver [18]. Sur cette base nous avons voulu approfondir la relation entre les fluctuations atmosphériques mesurées in situ par les stations automatiques et la variabilité de la réfractivité mesurée par radar. L'objectif est d'établir si la mesure par radar de la variabilité de la réfractivité peut donner une information sur le caractère turbulent de l'atmosphère.

Dans cet article, nous comparons deux jeux de données issus des réseaux d'observation opérationnels ; le premier ensemble est constitué d'un an de mesures (2013) par le radar en bande C de Trappes (Ile de France) et le second de mesures faites par 13 stations dans le voisinage du radar (partie 1). On indique en particulier (§1.4) comment choisir les cibles pertinentes pour ce type d'observation par radar : une première sélection globale est effectuée à l'aide d'un indice statistique (§1.4.1.), suivie d'une sélection plus fine d'un petit nombre de cibles de référence (§1.4.2).

Nous définissons ensuite un indicateur de variabilité (§1.5), l'Ecart Type glissant sur 2h du taux de variation de la Réfractivité (ETOR). Cet indicateur est calculé pour le radar et pour l'in-situ, et comparés qualitativement et quantitativement. Cette comparaison est faite dans un premier temps pour une sélection de cibles radar de référence (§2.1), puis généralisée en utilisant la sélection de cibles plus large, et pour les saisons estivale et hivernale (§2.2). Pour expliquer la dépendance avec la distance clairement observée, on utilise l'hypothèse d'une turbulence figée propagée par le flux et exprimée par Taylor. La partie 3 présente le modèle utilisé et les résultats obtenus pour différentes cibles de référence. L'été, les résultats sont très probants et la mesure de vent peut conduire à une estimation de la variabilité sur différentes distances, jusqu'à environ 5 km. Quelques limitations sont observées l'hiver, probablement à cause du bruit de mesure pour les données in-situ. Enfin, les conclusions et perspectives sont exprimées dans la dernière partie.

1. Les données et les outils

1.1. Mesures de réfractivité avec les stations automatiques.

Nous avons utilisé les données de treize stations automatiques situées aux alentours du radar de Trappes. Toutes mesurent la température, l'humidité relative, les quantités de précipitations à 2m et la force et la direction du vent à 10m. Seules 5 d'entre elles mesurent la pression atmosphérique et pour les autres stations, on utilise la pression mesurée à Trappes (altitude 167m). Les données présentées dans cet article sont toutes issues de la station de Trappes, et des résultats similaires, non présentés ici, ont été obtenus avec les autres stations.

La réfractivité N est définie comme $N = 10^6 \times (n - 1)$ où n est l'indice de réfraction de l'air [19]. Pour relier N aux mesurables atmosphériques, la relation¹ empirique de Smith et Weintraub (1953) [20] est couramment utilisé pour les applications radar :

$$N = 77.6 \frac{P}{T} + 3.73 \times 10^5 \times \frac{e}{T^2} \quad (1)$$

où P est la pression atmosphérique [hPa], T la température [K] et e la pression partielle de vapeur d'eau [hPa].

La pression partielle de vapeur d'eau est calculée à partir de la relation entre la pression de vapeur saturante e_w (en hPa) et l'humidité relative (U en %) [21] :

$$e = \frac{U}{100} \times e_w \quad (2)$$

et e_w est donnée par l'équation suivante [21] où θ est la température (en °C) :

$$e_w = 6.112 \times e^{\left(\frac{17.67 \times \theta}{\theta + 243.5}\right)} \quad (3)$$

La base de données était incomplète pour deux raisons:

- un problème lors de la transmission de données conduit à un manque périodique de quatre valeurs à chaque heure h , depuis l'heure ronde moins 5 minutes jusqu'à l'heure ronde moins 1 minute, de sorte que seules 1344 valeurs sont disponible par jour au lieu de 1440 prévues ;
- quelques pannes des capteurs de pression, température ou d'humidité.

Les traitements suivants ont été appliqués:

- afin de détecter les valeurs aberrantes un filtre médian a été appliqué. Ensuite, les valeurs aberrantes sont considérées comme des données manquantes ;
- compte tenu du faible taux de données manquantes (0,2% à 1,9% selon les mois), on utilise une interpolation linéaire pour compléter les jeux de données.

1.2. Données du radar de Trappes

Les données sur une année sont disponibles pour le radar de Trappes (émission en bande C, f_o voisine de 5.64 GHz). Les caractéristiques de ce radar sont les suivantes :

- **L'oscillateur local**

Le radar de Trappes met en œuvre un oscillateur local pour la transposition des signaux hyperfréquences vers des signaux à basse fréquence. La multiplication du signal reçu par un oscillateur local de fréquence $f_{LO}=5,58$ GHz donne deux signaux, l'un de fréquence élevée qui est filtré et un signal de sortie à une fréquence proche de 60 MHz défini sous la forme d'un nombre complexe de partie réelle I et de partie imaginaire Q après correction de la phase de l'impulsion d'émission. Le récepteur est équipé d'un contrôle automatique de fréquence qui permet de changer la fréquence f_{LO} pour ramener le signal de sortie dans la bande voulue au cas où la fréquence f_o du signal émis s'éloigne trop de la fréquence de référence.

- **Les cycles de rotation**

L'exploitation opérationnelle du radar conditionne les mouvements de l'antenne qui effectue 18 tours en 15 minutes, repartis en 3 cycles de 5 minutes chacun. Pendant chaque cycle, l'antenne effectue successivement un tour complet pour chacun des angles d'élévations sélectionnées. Seules les élévations à 0,4° sont utilisées dans cette étude, avec un intervalle de temps de 5 min entre mesures successives.

- **Format des données**

Les mesures sont regroupées par blocs de 720 azimuts (0.5° de résolution). Chaque bloc est constitué de 134 portes en distance, chacune de profondeur radiale d'une porte 240m, la plus éloignée étant à 32km du radar. Chaque pixel radar est caractéristique d'un domaine géographique (que l'on appellera pixel), 0.5° en azimut et 240m en distance radiale, pour lequel nous disposons des données de différence de la phase, de l'amplitude cohérente et

¹ Pour le travail présenté, l'équation $N = 77.6 \times \frac{P}{T} - 5.6 \frac{e}{T} + 3.75 \times 10^5 \times \frac{e}{T^2}$ [19] peut être simplifiée (1). Pour une plage de température de -50°C à 40°C l'erreur est inférieure à 0,02% sur la mesure de réfractivité.

incohérente. Nous avons principalement utilisé les données concernant la différence de la phase entre l'émission et la réception, moyennée sur un pixel :

$$\delta\Phi = \arg(\langle I \rangle_{0.5^\circ}^2 + i\langle Q \rangle_{0.5^\circ}^2)$$

Cette information est stockée sur 256 valeurs ce qui implique une résolution de 1.40° .

1.3. La mesure de réfractivité par radar

La durée τ_{travel} nécessaire à l'onde électromagnétique pour parcourir l'aller-retour entre un radar et une cible est de :

$$\tau_{travel} = \frac{2}{c} \int_0^r n(x, t) dx = \frac{2r}{c} + \frac{2 \times 10^{-6}}{c} \int_0^r N(x, t) dx \quad (4)$$

où c représente la célérité de la lumière dans le vide. La durée dépend explicitement de la coordonnée temporelle t par l'intermédiaire des variations lentes de l'indice de réfraction. A titre d'exemple, pour une variation homogène de réfractivité de 1 unité entre le radar et une cible située à 10km du radar entre deux instants t_0 et t_1 , la différence de trajet sera d'environ $\Delta\tau_{travel} \approx 6.7 \times 10^{-5} \mu s$. Une variation aussi faible ne se traduit pas par un déplacement de l'écho, mais par un changement de $\delta\Phi$ donné par :

$$\delta\Phi(r, t) = 2\pi f \tau_{travel}$$

où f est la fréquence supposée constante du signal émis. Nous pouvons alors exprimer $\delta\Phi$ en fonction de la réfractivité :

$$\delta\Phi(r, t) = \frac{4\pi f r}{c} + \frac{4\pi f \times 10^{-6}}{c} \int_0^r N(x, t) dx \quad (5)$$

Le changement de la phase entre les instants t_0 et t_1 peut alors être aisément retranscrit en variation de réfractivité selon la relation :

$$\Delta\Phi(r, t_1, t_0) = \delta\Phi(r, t_1) - \delta\Phi(r, t_0) = \frac{4\pi f \times 10^{-6}}{c} \int_0^r [N(x, t_1) - N(x, t_0)] dx \quad (6)$$

On peut alors définir la réfractivité moyennée $N_m(r, t)$ à une date t sur le trajet entre le radar et une cible fixe à une distance r du radar comme :

$$N_m(r, t) = \frac{1}{r} \int_0^r [N(x, t)] dx \quad (7)$$

ce qui permet de relier la variation de phase entre deux instants t_0 et t_1 à la variation de réfractivité moyennée :

$$\Delta\Phi(r, t_1, t_0) = \frac{4\pi f r}{c} \times (10^{-6} [N_m(r, t_1) - N_m(r, t_0)]) \quad (8)$$

L'évolution du changement de phase permet ainsi de rendre compte des variations de réfractivité moyennée le long du trajet entre le radar et la cible.

Dans la suite de l'étude, nous utiliserons le taux de variation de réfractivité entre mesures successives séparés par Δt défini comme :

$$\frac{\Delta N_m(r, t, t - \Delta t)}{\Delta t} = \frac{\Delta\Phi(r, t, t - \Delta t) \times c \times 10^6}{4\pi f r \Delta t} \quad (9)$$

Ce taux de variation nous donnera une bonne idée de la variabilité de la réfractivité, particulièrement pour les fréquences élevées (quelques minutes). La même méthode de traitement sera appliquée aux données in-situ. On peut noter que la formulation théorique décrite ici convient bien pour les radars à klystron. Pour les radars à magnétron (utilisés ici), à émetteur non cohérent, il faut prendre en compte des termes supplémentaires. La fréquence à l'émission varie continuellement et un saut de fréquence de l'oscillateur local (f_{lo}) a lieu pour « rattraper » cette dérive. La formulation et la correction de ces termes ont été développées par Parent du Châtelet et al. (2012) [8]. Pour un suivi point à point de la réfractivité ces sauts de (f_{lo}) avaient des conséquences importantes avec des décrochages de la valeur de réfractivité mesurée. Dans notre cas, comme on s'intéresse à la variabilité de la réfractivité et que ces sauts représentent moins de 1% des données disponibles (Tableau 1) nous ne prendrons pas en compte la mesure à chaque instant où une variation de (f_{lo}) est observée.

Tableau 1 : Données disponibles pour le radar de Trappes, taux de données manquante et taux de saut de f_{LO} . Les principaux manques sont dus à des périodes de maintenance sur le radar.

Mois	Juin	Juillet	Août	Septembre	Octobre	Novembre	Décembre
Données disponibles pour une cible	8606	8868	8010	7035	8915	8589	8598
Données manquantes	14 / 0,16%	1 / 0,01%	868 / 9,72%	1571 / 18,18%	2 / 0,02	0/0%	292 / 3,27%
Saut de f_{LO}	20 / 0,23%	59 / 0,66%	50 / 0,56%	34 / 0,39%	11 / 0,12%	51 / 0,59%	38 / 0,43%

1.4. Sélection des cibles fixes

Même par temps clair, il existe une multitude d'échos radar rétrodiffusés par des cibles visibles sur le signal (figure 1). Celles-ci ne sont pas toutes de qualité équivalente [6]. Il peut s'agir de cibles vraiment fixes, mobiles, fixes mais déformables (arbres, herbes etc...). Il faut donc choisir les pixels qui vont nous être utiles pour la mesure de la réflectivité.

1.4.1. Différentes méthodes de sélection d'échos.

Les méthodes déjà développées ([6] [7] et [18]) pour sélectionner les cibles ont pour objectif une extraction des échos permettant un bon suivi des variations temporelles de la réflectivité sur des temps assez long, allant de quelques jours à plusieurs mois. En effet la mesure de réflectivité par radar s'effectue par différence entre des instants successifs séparés par 5 minutes, qu'il faut ensuite intégrer pour restituer la série temporelle $N(t)$. Lorsqu'il s'agit d'étudier le cycle diurne de la réflectivité autour des radars, le passage de certains phénomènes météorologiques ou encore de comparer point à point une mesure radar avec une mesure issue de stations automatiques, la moindre erreur dans l'estimation de la phase a des conséquences importantes qui se répercutent dans tout le reste de la série temporelle intégrée. La mesure de N devient ambiguë dès que la variation de phase entre deux mesures successives dépasse $[-\pi, +\pi]$. Pour le radar de Trappes, une cible à 10km est impactée dès que la variation sur 5 minutes de la réflectivité moyennée dépasse 1.5 unités environ. On comprend alors pourquoi les méthodes de sélection doivent être « sévères ». Deux stratégies ont été jusque-là utilisées :

- Fabry et al. 1997 [6] et Fabry 2004 [7] ont proposé une méthode de calibration qui permet d'éliminer les cibles qui engendrent une variabilité haute fréquence (quelques minutes) de la phase importante sur une période de plus d'une heure, lors d'une journée sans phénomène météorologique marquant ;
- Besson et al. 2012 [18] ont proposé un indice de qualité (QI) sur la base du changement de phase en 5min.

$$QI = 2 \times \frac{n_{\pi/2}}{n} - 1 \quad (10)$$

où $n_{\pi/2}$ est le nombre de fois où la variation de phase entre deux mesures consécutives est inférieure ou égale en valeur absolue à $\pi/2$, n étant la taille de l'échantillon. Quand le signal présente peu de variabilité sur 5 minutes cet indice est proche de 1. Pour une répartition aléatoire de la phase entre $]-\pi, \pi]$ le QI est égal à 0. L'intérêt est alors de repérer les cibles peu sujettes aux repliements de phase. Plus la distance augmente et plus il est difficile d'avoir des cibles possédant un bon indice.

L'objectif du présent travail qui s'intéresse aux variations rapides de la réflectivité, est sensiblement différent et nous avons donc mis en place un nouveau critère pour obtenir une sélection de cibles adaptée à notre étude.

1.4.2. Indice basé sur la corrélation.

Nous disposons de deux séries de mesure des variations temporelles de N . La première pour l'in-situ et la seconde pour la réflectivité moyennée entre le radar et une cible. En étudiant la corrélation entre ces deux courbes, après avoir retiré la valeur moyenne, nous disposons d'un indicateur pour comparer le suivi haute fréquence de la mesure radar par rapport à la mesure issue de stations in situ. Une comparaison, non montrée, du coefficient de corrélation linéaire avec l'indice QI pour chaque pixel, nous conforte dans le bien-fondé de cette méthode. Les bonnes cibles identifiées par l'indice QI possèdent dans la plupart des cas un coefficient de corrélation élevé.

Le seuil fixé pour retenir une cible est alors de 0.90. On constate que pour les distances les plus grandes, il y a tout de même des cibles sélectionnées, ce qui n'est pas le cas avec l'utilisation du QI. La période du 2 au 6 juin 2013 a été fixée pour établir une sélection de pixels bien corrélés. Cela permet d'obtenir 3381 pixels qui serviront au §2.2.

1.4.3. Sélection de cibles de référence

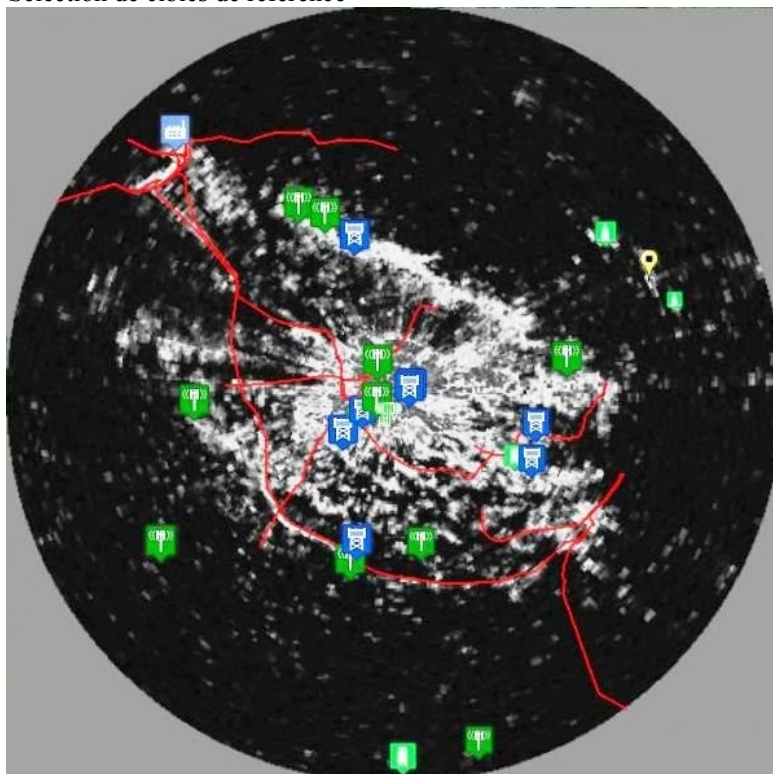


Figure 1 : Carte représentant l'amplitude de la réflectivité autour du radar de Trappes (au centre) en niveau de gris. Les cibles constituant la sélection de référence sont représentées de la façon suivante : en rouge les pylône des lignes électriques visibles, en vert foncé les antennes relais, en vert clair les tours et autres structures bâties, en bleu les châteaux d'eau et en jaune la tour Eiffel.

Nous souhaitons pouvoir commencer l'étude en regardant un petit nombre de cibles fixes et également disposer d'un jeu de cibles de référence à fins de vérifications et de confirmations lors de l'application de méthodes statistiques plus globales. Pour être sélectionnée dans la liste de référence une cible doit répondre à ces attentes:

- l'amplitude cohérente du signal reçu de la cible doit être significativement (30dB) au-dessus du bruit (fig. 1) ;
- la cible doit être identifiée sans ambiguïté comme étant la seule source de signal. Elle doit donc être isolée, ce qui signifie qu'aucune autre structure ne doit être présente dans la zone. Par exemple, la présence de deux antennes dans une même zone ne peut pas faire partie de la sélection de référence. Sinon, la phase du signal est une combinaison de plusieurs contributions de différentes cibles et l'analyse peut être compliquée. Dans ce cas, il deviendra impossible de déterminer si les changements de phase sont dus à des variations de réfractivité atmosphérique ou à des interférences entre signaux provenant des différentes parties de la cible ;
- les structures identifiées lors de l'observation sur le terrain sont souvent des bâtiments élevés, les pylônes électriques, les antennes relais de téléphone et de télévision, les châteaux d'eau ou des tours (fig. 2a, 2b et 3). Lors de la première sélection des châteaux d'eau possédant une antenne sur leur toit avaient été identifiés. Ces derniers avaient une amplitude cohérente très au-dessus du bruit, un QI excellent mais ne permettait pas de restituer la réfractivité basse ou haute fréquence ; l'une des explications est que ce type d'antennes fixées assez soûplement vibrent légèrement avec le vent et perturbent le signal.

La sélection de référence permet de comparer à haute fréquence les variations de réfractivité pour un nombre limité de cibles (entre 25 et 34 selon la saison).

Le jeu de données disponible permet donc d'observer les changements rapides de la réfractivité avec comme limite la résolution des différents instruments. Pour le radar, ce sont les contraintes opérationnelles qui limitent la résolution temporelle à 5 minutes.

1.5. Choix des indicateurs de variabilité

Afin de quantifier la variabilité haute fréquence de la réfractivité, l'Ecart Type glissant sur 2h du taux de variation de la Réfractivité ($ETOR$) est calculé pour les deux ensembles de données. La taille de la fenêtre (2h) doit être suffisamment grande pour avoir assez de valeurs (24 valeurs pour le radar et 120 valeurs pour l'in-situ). Bien que proches, les définitions des indicateurs pour le radar ($ETOR_r$) et l'in-situ ($ETOR_i$) ne sont pas strictement identiques puisque le radar mesure une réfractivité moyennée sur le trajet entre le radar et la cible :

$$ETOR_r(h, r) = \frac{1}{2k+1} \sum_{t_i=h-k \times \Delta t}^{h+k \times \Delta t} \left[\frac{\Delta N_m(t_i, r)}{\Delta t} - E \left(\frac{\Delta N_m(t_i, r)}{\Delta t} \right) \right]^2 \quad (11)$$

$$ETOR_i(h) = \frac{1}{2k+1} \sum_{t_i=h-k \times \Delta t}^{h+k \times \Delta t} \left[\frac{\Delta N(t_i)}{\Delta t} - E \left(\frac{\Delta N(t_i)}{\Delta t} \right) \right]^2 \quad (12)$$

	k	Δt	r	h
Radar	12	5min	Distance entre le radar et la cible	Heure
In-situ	60	1min	-	

Cet écart type s'exprime en unités de réfractivité par minute.

Dans certaines études statistiques, nous utilisons une séparation jour/nuit. De façon à éviter les situations intermédiaires, nous avons systématiquement retiré de ces études une demi-heure avant et après le lever et le coucher du soleil.

2. Résultats

2.1. Comparaison des indicateurs sur les cibles de référence

Les définitions des ETOR à la fois radar et in-situ permettent une comparaison quantitative des variations temporelles. Dans un premier temps nous utilisons un petit nombre de cibles parmi celles de référence à des distances croissantes du radar de Trappes. La variabilité haute fréquence de la réfractivité mesurée par radar est calculée sur une valeur intégrée sur une distance r (Eq. 9). Dans ce contexte, il convient de noter que r est au dénominateur de l'équation (9), et on s'attend donc à ce que plus la distance r est grande, plus la variabilité devrait décroître. C'est effectivement le cas avec toutes les cibles de référence (non montrées ici) et en particulier pour des cibles situées aux portes 12 (3 km), 22 (6 km), 51 (12 km), 59 (15 km) et 97 (27 km) pendant toutes les périodes estivales considérées. Un exemple est représenté sur la figure 2. $ETOR_i$ (courbe rouge gras) et $ETOR_r$ (autres courbes) sont représentés pour des cibles situées de 1 à 24,5 km du radar pour deux périodes différentes : à gauche l'hiver du 11 au 15 décembre et à droite l'été du 1^{er} au 5 août.

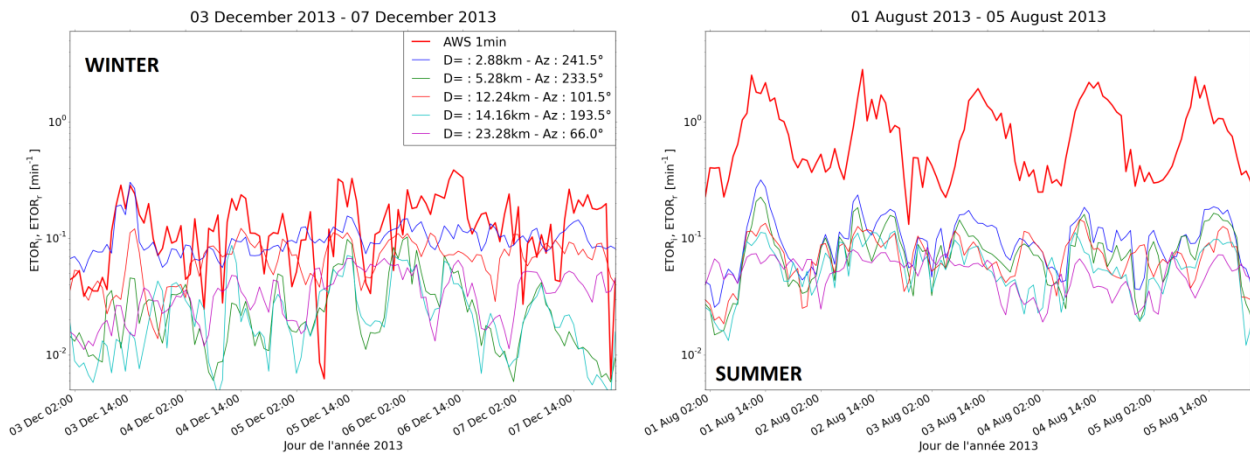


Figure 2 : Séries temporelles de l'écart-type glissant $ETOR_r$ et $ETOR_i$ pour les périodes du 3 au 7 décembre 2013 et du 1^{er} au 5 août 2013. $ETOR_i$ est tracé en rouge gras. Les cinq cibles pour $ETOR_r$ sont classées par distances r croissantes (bleu 2.9 km, vert 5.3 km, orange 12.2 km, cyan 14.16 km et magenta 23.3 km). L'échelle des ordonnées est en log.

Pour la période estivale, le temps était anticyclonique, ensoleillé et chaud. On peut observer les résultats suivants à partir de la figure 2 :

- premièrement, un fort contraste entre le jour et la nuit est observé pour les niveaux de variabilité de la réfractivité, tant pour le radar que pour l'in-situ ;
- deuxièmement, durant ces jours ensoleillés d'été, les valeurs maximales atteintes par $ETOR_i$ sont situées entre 1,5 et 2,5 min^{-1} le jour juste avant le maximum de température et entre 0.2 et 0.3 min^{-1} la nuit ;
- troisièmement, la corrélation entre $ETOR_i$ et $ETOR_r$ est très bonne. Les valeurs de l'indice sont plus faibles pour le radar mais les variations sont les mêmes. On peut noter qu'il y a un léger décalage temporel entre les maxima radar et in-situ. Sur la figure 2 les cibles utilisées sont toutes dans le quart sud/sud-ouest du domaine

radar. Or, les vents sont de secteur NE lors de la période considérée et toutes les cibles sont donc sous le vent du radar, ce qui pourrait expliquer que le maximum de variabilité se produit légèrement après celui de la station automatique;

- enfin, la corrélation entre les $ETOR_r$, calculés pour différentes cibles est également très bonne. On note également que le niveau de variabilité diminue lorsque la distance r augmente. La même constatation peut être faite durant la nuit à l'exception d'une cible particulière (Tour Eiffel, courbe magenta).

Pendant la période d'hiver, le temps était anticyclonique et calme avec un vent faible. Les journées du 3, 4 et 5 décembre sont ensoleillées. Durant cette période les indicateurs de variabilité ne dépassent pas 0.4 min^{-1} . Les valeurs maximales ne sont pas nécessairement atteintes au milieu de la journée. On observe de temps en temps une bonne corrélation entre le radar et l'in-situ, et quelquefois non.

2.2. L'effet de la distance r sur la variabilité

En utilisant les cibles de référence la dépendance de la variabilité avec la distance radar-cible est évidente (figure 2). Cela est dû à la différence entre la réfractivité mesurée avec des instruments in-situ, qui est locale, et celle mesurée avec le radar, qui est moyennée (r est au dénominateur de l'équation 9). Au cours de l'été et surtout l'après-midi, le niveau des $ETOR$ est presque systématiquement plus fort pour les stations automatiques que pour le radar. C'est moins vrai au cours de la nuit, où les niveaux d' $ETOR$ pour le radar et pour les stations automatiques peuvent devenir proches. Pendant l'hiver, le niveau de signal pour les mesures in-situ est probablement fortement influencé par le niveau de bruit de quantification.

Nous cherchons maintenant à établir la dépendance de la variabilité atmosphérique mesurée par radar en fonction de la distance r . Dans le domaine temporel, l'étude porte sur l'automne et le début de l'hiver (octobre/novembre/décembre 2013) et sur la période estivale (juin/juillet/août 2013). Nous avons utilisé les pixels sélectionnées par le critère de corrélation pour un total de 3381 cibles.

La durée de la période et le grand nombre de pixels sélectionnés nous incitent à effectuer un traitement statistique sur les variabilités journalières en séparant le jour et la nuit. Ainsi on calcule les moyennes des $ETOR$ pour le radar et l'in-situ en utilisant la séparation jour/nuit décrite plus haut. On obtient alors pour chaque jour et nuit pour chaque cible :

$$ETOR_r(r, J) = \langle ETOR_r(r, h) \rangle_J \quad (13)$$

$$ETOR_r(r, nuit) = \langle ETOR_r(r, h) \rangle_{nuit} \quad (14)$$

Avec J correspondant au jour, nuit correspondant à la nuit, et $\langle . \rangle_{nuit \text{ ou } J}$ la moyenne des écarts types horaires sur les heures de jours ou sur les heures de nuit.

Prenons l'exemple de la séquence nocturne pendant la période estivale du 1^{er} juin au 31 août 2013. Pour chaque cible, on dispose de la variabilité journalière $ETOR_r(r, night)$. Afin de déterminer une valeur représentative pour l'été de la variabilité de cette cible pendant la séquence nocturne, on calcule la valeur médiane des 92 valeurs nocturnes de ces variabilités quotidiennes.

Puis, afin de déterminer une valeur représentative de la variabilité pour l'été, pendant la séquence nocturne à une distance r du radar, on calcule la valeur médiane et les 1^{ers} et 3^{èmes} quartiles des valeurs médianes précédemment obtenues sur l'ensemble des cibles à cette distance. Cette valeur médiane est notée ζ_r^{nuit} . Nous pouvons résumer le traitement par la formule :

$$\zeta_r^{nuit}(r) = me[me[ETOR_r(r, nuit)]_t]_r \quad (15)$$

L'opérateur $me[.]_t$ correspond à la médiane temporelle et l'opérateur $me[.]_r$ correspond à la médiane spatiale.

Nous définissons de même ζ_r^J pour la séquence diurne.

Pour la mesure in-situ, nous prendrons de façon analogue à la mesure radar, la médiane sur le temps de la variabilité journalière par période sur $ETOR_i$ (92 valeurs pour l'été et 92 valeurs pour l'hiver). Nous obtenons pour la nuit :

$$\zeta_i^{nuit} = me[ETOR_i(nuit)]_t \quad (16)$$

Nous définissons de la même façon la grandeur pour le jour.

Par ailleurs, le choix de la médiane évite de donner trop d'influence aux valeurs extrêmes provenant d'éventuels repliements.

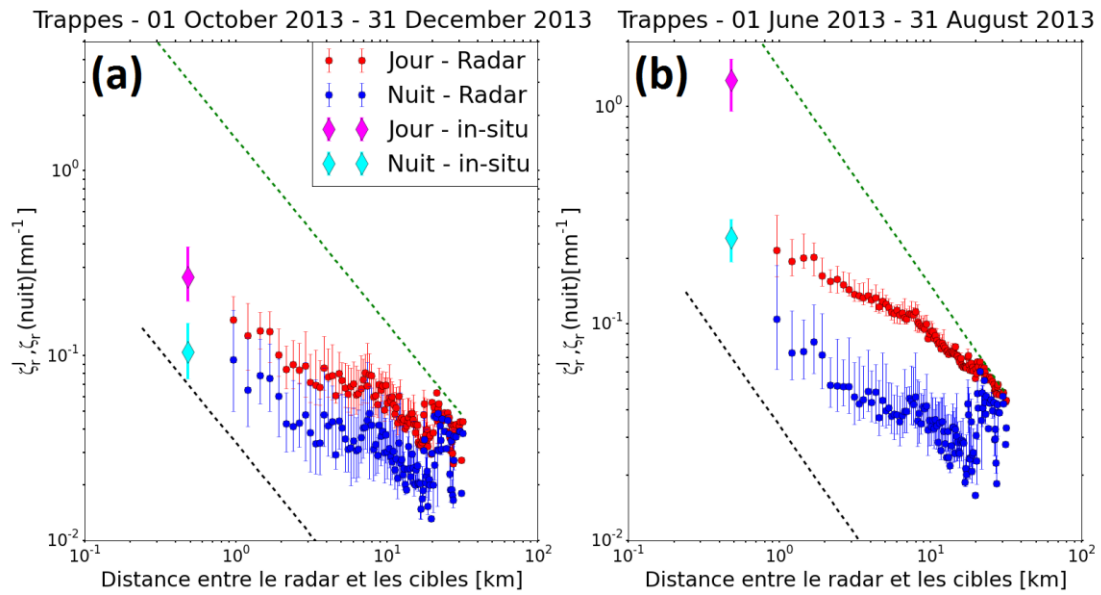


Figure 3 : Etude des variabilités en fonction de la distance entre le radar et les cibles. (a) du 1er octobre au 31 décembre et (b) du 1er juin au 31 août 2013. La courbe verte pointillée représente la variabilité d'une cible dont la phase varierait selon une loi uniforme entre $-\pi$ et π . De même la droite noire pointillée est donnée par le calcul de la variabilité qu'aurait une cible dont la phase varierait selon une loi uniforme dans un intervalle ne dépassant pas le pas de quantification ($\pm 1.40^\circ$). Les barres d'erreur sont données par le 1^{er} et le 3^{ème} quartiles. Les axes sont gradués en échelle logarithmique.

La figure 3 présente les variabilités ζ_r^{nuit} et ζ_r^J en fonction de la distance du radar à la cible. La période hivernale est située à gauche, la période estivale à droite. A titre de référence, les valeurs de la variabilité in situ ont été placées sur ce même graphique sous forme de triangles magenta (jour) et cyan (nuit) à la position $r = 500\text{m}$. Les barres de dispersion correspondent aux 1^{er} et 3^{ème} quartiles calculés précédemment.

La courbe verte pointillée est obtenue en calculant la variabilité dans les mêmes conditions en partant d'une cible dont la phase du signal rétrodiffusé varierait uniformément entre $[-\pi, \pi]$. La phase ne dépend pas de la distance dans ce cas.

La courbe en pointillés noirs est obtenue en calculant la variabilité dans les mêmes conditions pour une cible dont la phase du signal varierait uniformément dans un intervalle ne dépassant pas les niveaux de quantification.

On observe comme précédemment que la variabilité décroît avec la distance en hiver comme en été. Les points ζ_r^{nuit} et ζ_r^J d'une même période nuit ou J dans la journée sont sensiblement alignés. La pente de cet alignement pour chaque période de la journée est plus faible que la courbe en pointillés verts. Si la réfractivité était homogène sur le chemin, la variabilité ζ_r^{nuit} et ζ_r^J serait de pente 0 et respectivement au même niveau que la variabilité in situ, du moins jusqu'à la zone de repliement. L'atmosphère n'est pas homogène mais comporte des turbulences de différentes tailles qui influent certainement sur cette pente. L'utilisation de la réfractivité moyennée sur le chemin atténue alors la variabilité avec la distance.

Nous observons de plus sur ces deux figures un décrochage vers le haut des points des périodes journalières au-delà de la porte 70 (soit une distance d'environ 17 km du radar). Une interprétation de cette corrélation médiocre pour les cibles lointaines pourrait être que les signaux correspondants sont sujets à de nombreux repliements de la phase. Elles se rapprochent donc de la courbe verte pointillée.

Les différences entre les périodes hivernale et estivale sont sensibles. Pour l'hiver, il y a peu de contraste jour/nuit. Les variabilités de réfractivité ζ_r^{nuit} et ζ_r^J des cibles proches du radar sont plus proches de celles de l'in-situ et quasiment équivalentes la nuit.

L'été en revanche, le fort contraste jour/nuit est clairement visible sur la figure, conformément aux résultats de la partie précédente. Les dispersions sont plus importantes la nuit que le jour. Comme en hiver, l'agitation est plus bruyée la nuit en été. Il s'agit là sans doute d'un effet d'altitude, à savoir une atmosphère pouvant être stratifiée par rayonnement nocturne. Dans ce cas, l'agitation au niveau du radar est plus importante qu'à 2 m. Pour le jour, il y a moins de contraste entre le sol et l'altitude de la mesure radar. La diminution de l'agitation avec la distance r est bien liée au fait que la mesure radar est moyennée.

En résumé, la réfractivité locale est inhomogène par la turbulence de la couche limite qui ne présente pas la même structure en journée l'été que pendant les autres périodes. De plus, la mesure de réfractivité moyennée par radar lisse les structures en fonction de la distance. Le comportement des pixels au-delà de 20 km du radar est affecté par des repliements de phase.

La réfractivité mesurée par radar à l'aide d'une cible fixe stable suivait d'une façon satisfaisante celle mesurée par les stations in-situ proches. On peut donc dire que, hors problème de repliement, la réfractivité moyennée sur le trajet du radar à la cible, est pertinente pour les basses fréquences d'origine synoptique ou journalière. .

En revanche, la variabilité à 5 minutes de la réfractivité moyennée diminue avec la distance, ce qui résulte de l'inhomogénéité de l'atmosphère sur le chemin du radar à la cible. Un modèle basé sur la notion de bulles atmosphériques de taille variable semble être le plus pertinent pour expliquer cette atténuation avec la distance et les différences observées entre une journée estivale et les autres périodes. Cette interprétation est confirmée par une simulation qui s'appuie sur la théorie de la turbulence figée [22] explicitée dans la partie suivante.

3. Simulation de la mesure de réfractivité moyennée par spatialisation du signal mesurée par l'in-situ.

3.1. Contexte autour de l'hypothèse de Taylor

Afin de mettre en relation les variabilités, une simulation du signal de réfractivité radar a été réalisée à partir du jeu de données in-situ et de l'hypothèse de la turbulence figée transportée par le vent moyen développée par Taylor (1938) [22]. Cette modélisation permet de transformer la série temporelle échantillonnée par le capteur de la station de mesure in-situ en une série spatiale autour de la station de mesure, avec un échantillonnage dépendant des propriétés des mesures in-situ et de la vitesse du vent moyen. Ce principe a déjà été mis en œuvre dans des études antérieures, notamment par [18]. Dans un premier temps, nous présentons le contexte théorique et les hypothèses nécessaires à la mise en œuvre du modèle de turbulence figée advectée par le vent. Enfin, nous évaluerons l'apport du modèle de Taylor à la restitution des caractéristiques de la variabilité de la réfractivité moyennée mesurée par radar.

3.1.1. La turbulence

La turbulence est le terme qui décrit habituellement la composante aléatoire à hautes fréquences du vent qui se superpose au vent moyen synoptique et à la composante déterministe à basses fréquences Stull, 1988 [23] :

- le vent moyen synoptique est responsable du transport horizontal de grandeurs telles que l'humidité, la chaleur, la quantité de mouvement ou la concentration d'espèces chimiques, décrit par le processus d'advection ;
- la composante déterministe à basses fréquences est associée à des phénomènes ondulatoires, tels que les ondes de gravité. Elle s'observe préférentiellement la nuit, dans une couche limite atmosphérique stabilisée par l'inversion du profil vertical de température. Elle transporte peu de chaleur ou d'humidité, mais plutôt de l'énergie et de la quantité de mouvement ;
- la turbulence est un processus majeur du transport vertical d'humidité, de chaleur, d'espèces chimiques ou de quantité de mouvement. Elle consiste en la superposition de tourbillons turbulents de tailles et de durées de vie variables. On estime que la taille caractéristique de ces tourbillons se situe dans une gamme de 100 à 3000 mètres pour les plus grands, mais il existe également des tourbillons beaucoup plus petits, de l'ordre du millimètre [22]. L'intensité relative des différentes échelles de structures turbulentes définit le spectre de turbulence. Par ailleurs, les différentes échelles turbulentes sont susceptibles d'interagir et de donner lieu à des transferts d'énergie. Parmi les processus à l'origine de la turbulence, citons :
 - le chauffage exercé par le rayonnement solaire sur la surface terrestre, à l'origine de courants atmosphériques ascendants et subsidants, associés aux tourbillons de plus grandes tailles ;
 - le cisaillement de vent ;
 - les variations de la rugosité du sol, dues par exemple au changement de la nature du couvert végétal ou à la présence d'obstacles à l'écoulement atmosphérique que constituent les arbres et les constructions, générant des structures turbulentes en aval du flux.
- Ces processus s'atténuent en s'éloignant de la surface terrestre pour laisser place à d'autres dans l'atmosphère libre, typiquement vers 1000 à 15000 mètres d'altitude.

Des études (Pasquill, 1961 [24] et Turner, 1970 [25]) ont permis de distinguer plusieurs classes d'agitation de l'atmosphère en fonction des paramètres précités, en particulier l'intensité du rayonnement solaire incident et la force du vent moyen mesuré à 10 mètres. Ces classes de stabilité peuvent être associées à des conditions météorologiques données. Quelques points importants peuvent être précisés ici :

- de jour, l'instabilité atmosphérique croît avec l'intensité du rayonnement tandis qu'elle est atténuée lorsque le vent forcé ;
- de nuit, la stabilité diminue avec la couverture nuageuse, et s'accroît lorsque le vent faiblit.

Ces quelques précisions sur les caractéristiques et les propriétés du vent dans la couche limite de l'atmosphère nous permettent de mieux comprendre les origines des hypothèses énoncées dans le modèle de la turbulence figée de Taylor.

3.1.2. Hypothèses du modèle :

- le modèle de Taylor est pertinent dans la mesure où les tourbillons turbulents évoluent avec une échelle de temps plus grande que la durée de déplacement du tourbillon entre le radar et la cible. Cela suppose que la vitesse turbulente u' soit petite devant l'intensité du vent moyen u ;

- la durée de la série temporelle advectée, égale au rapport entre la distance à laquelle on souhaite propager la turbulence et la vitesse du vent moyen, doit être suffisamment brève pour considérer l'advection pertinente ;
- le cisaillement du vent moyen, tant en intensité qu'en direction, doit être suffisamment faible pour considérer que la turbulence est figée ;
- les caractéristiques statistiques de la turbulence doivent être supposées isotropes si l'on souhaite la propager dans d'autres directions que celle du vent moyen.

Il s'agira de vérifier, dans la mesure du possible, chacune des hypothèses énoncées ci-dessus.

3.2. Mise en place du modèle de la turbulence figée transportée par le vent

3.2.1. Recherche de périodes d'étude météorologiquement favorables

Les périodes favorables sont celles pendant lesquelles le vent présente une bonne stabilité temporelle, en intensité et en direction, afin de limiter les effets de perturbations dues au cisaillement. Pour cela nous utilisons la mesure du vent à 10m de la station de Trappes qui ne donne pas le cisaillement vertical qui ne sera donc pas pris en compte. Par ailleurs, comme l'étendue du domaine couvert par la spatialisation dépend de la vitesse moyenne du vent, cette dernière ne doit pas être trop faible. Les mesures sont disponibles au pas de temps 6 minutes pour les mois de juillet et de décembre. Pour chaque station, l'écart type du signal obtenu par l'application d'un filtre médian d'amplitude 2 heures est calculé pour la force et la direction du vent. Ces valeurs permettent d'estimer la variabilité à basses fréquences des paramètres du vent. On évalue également la variabilité haute fréquence en calculant l'écart-type des différences entre l'intensité moyenne du vent et l'intensité du signal obtenu après application du filtre médian.

Ainsi, on peut estimer l'homogénéité spatiale des paramètres du vent, avec un pas de 24 h, sur des périodes de 2 à 4 jours. Les périodes sélectionnées ont des écart-types les plus faibles possibles, en évitant que l'intensité moyenne ne soit trop faible. Ces critères permettent de définir 2 périodes assez favorables que nous utiliserons dans le reste de l'étude :

- une séquence de quatre jours en été, du 10 au 13 juillet 2013, pendant laquelle le vent souffle de secteur nord à nord-est à la station de Trappes, avec une force moyenne modulée par le cycle diurne, de l'ordre de 2 m/s la nuit et de 4 m/s en journée ;
- une séquence de trois jours en hiver, du 15 au 17 décembre 2013, pendant laquelle le vent souffle de secteur sud à sud-ouest à la station de Trappes, avec une force moyenne de l'ordre de 3 à 4 m/s (soit 11 à 14 km/h) à la station de Trappes, sans effet diurne marqué.

3.2.2. Schéma d'advection de la turbulence figée transportée par le vent

Pour la réfractivité, l'hypothèse de la turbulence figée peut se traduire par la relation $\frac{dN}{dt} = 0$ dans un repère qui se déplace avec le vent. Si l'on considère x la variable d'espace, cette expression peut être développée et faire apparaître le terme d'advection selon $\frac{\partial N}{\partial t} = -u \frac{\partial N}{\partial x}$. La valeur de N à un instant t au point situé à la distance x de la station dans la direction où souffle un vent moyen d'intensité u (supposée constante) est identique à la valeur de la réfractivité mesurée à l'instant $t - \frac{x}{u}$ soit :

$$N(x, t) = N\left(0, t - \frac{x}{u}\right) \quad (17)$$

Cette relation se traduit par un couplage entre variations temporelle et spatiale de la réfractivité.

On cherche à comparer les écart-types glissants calculés sur 2 h sur des taux de variations d'une série temporelle de réfractivité mesurée par radar et d'une série temporelle de réfractivité spatialisée à partir des données in-situ. Pour effectuer cette comparaison, la réfractivité moyennée sur la ligne de visée entre le radar et la cible définie par l'équation (7) sera utilisée.

Pour le radar, la réfractivité moyennée résulte donc de la moyenne pondérée par la taille de ses variations élémentaires sur le trajet entre le radar et la cible. Le calcul de simulation de réfractivité radar moyennée est effectué pour 12 valeurs de distance de la cible au radar, comprises entre 1 et 12 km, par pas de 1 km. La spatialisation est effectuée sur des périodes de deux heures, la vitesse de l'advection étant calculée à partir du vent moyen à 10 mètres moyenné.

Par exemple, pour une vitesse du vent moyen de 4 m/s (soit 15 km/h environ), le pas d'échantillonnage spatial vaut $\delta x = u \Delta t$ (avec $\Delta t = 5\text{min}$) soit 1200 m. Au bout de 2 heures, le domaine de spatialisation atteint alors 28,8 km. L'algorithme mis en œuvre pour le calcul intégral est celui de la méthode des trapèzes.

La mise en œuvre du calcul intégral nécessite néanmoins de prendre quelques précautions :

- si le vent est faible, le domaine de spatialisation ne sera pas aussi important, et dans ce cas certaines cibles pourraient ne pas être atteintes. La nuit, le vent est plus faible et pour une vitesse d'advection classiquement observée de 0,5 m/s, la cible la plus lointaine atteignable en 2 h sera à 3,6 km ;
- la simulation nécessite un calcul de somme le long du trajet exact entre le radar et la cible ; le point où se trouve la cible n'a a priori aucune raison de coïncider avec un des points résultant de la procédure de propagation du signal de réfractivité mesuré in situ. Pour parer à cette éventualité, le dernier pas du calcul

intégral sera obtenu après une interpolation spatiale entre les deux derniers points obtenus pour la réfractivité spatialisée ;

- l'hypothèse d'isotropie des caractéristiques statistiques de la turbulence est supposée valide.

Lors de l'application du modèle, dès lors que la vitesse du vent mesuré est inférieure à 0,5 m/s, elle a été ramenée à cette valeur. Dans ce cas, l'advection de la turbulence doit toutefois être peu représentative de la réalité. Cependant, même si le vent est très faible, une turbulence résiduelle peut persister quelques instants alors qu'une application stricte du modèle la ferait tout bonnement disparaître.

La méthode décrite (fig. 4) permet d'obtenir des séries temporelles de réfractivité radar moyennées sur le trajet entre le radar et une cible, simulées à partir de l'advection de la mesure de réfractivité in situ selon le modèle de la turbulence figée transportée par le vent moyen. La caractérisation de l'état d'agitation de l'atmosphère résultant de la simulation suit la même méthodologie que celle appliquée aux mesures de réfractivité radar et in-situ, exposée dans le chapitre précédent. De la même façon, les calculs de l'indice *ETOR* est effectué sur les deux séries de valeurs.

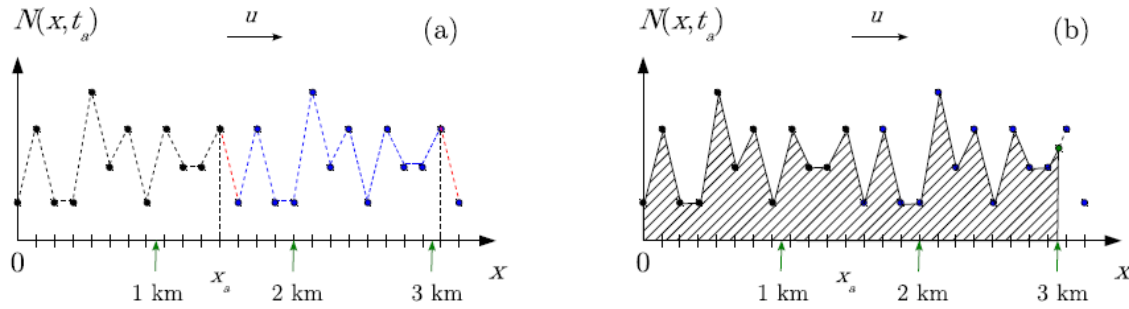


Figure 4 : Spatialisation de la réfractivité in situ sur le trajet entre le radar, positionné à l'origine de l'axe et trois cibles distantes 1, 2 et 3 km. La figure (a) présente la propagation du signal de réfractivité jusqu'aux trois cibles. Les pastilles noires représentent les mesures in situ enregistrées entre les dates 0 et t_a . La figure (b) illustre le calcul d'intégration du signal de réfractivité propagée sur le trajet entre le radar et la cible distante de 3 km. Le calcul discret utilise la méthode des trapèzes. Chaque trapèze est délimité dans sa partie supérieure par le segment de droite qui joint deux points de mesure consécutifs. Le dernier trapèze nécessite, pour un calcul précis, une interpolation linéaire entre les deux points de mesure qui l'encadrent. Ce point interpolé est figurée par une pastille verte.

3.3. Application du modèle de la turbulence figée transportée par le vent aux séries temporelles de réfractivité mesurée in situ

Dans cette partie, les résultats de l'application du modèle construit à partir des hypothèses de Taylor sont présentés. De la même façon que lors des comparaisons entre les données radar et in-situ des parties précédentes, nous allons utiliser les indicateurs de variabilité définis en (1.6), à savoir :

- $ETOR_i$ pour la variabilité de la réfractivité mesurée in situ,
- $ETOR_r$ pour la variabilité de la réfractivité moyennée mesurée par radar ;
- auxquels on ajoute le nouvel indicateur $ETOR_s$ pour la variabilité de la réfractivité moyennée simulée pour le radar à partir de la propagation de la mesure in situ.

Tous ces écart-types s'expriment en unités de réfractivité par minute.

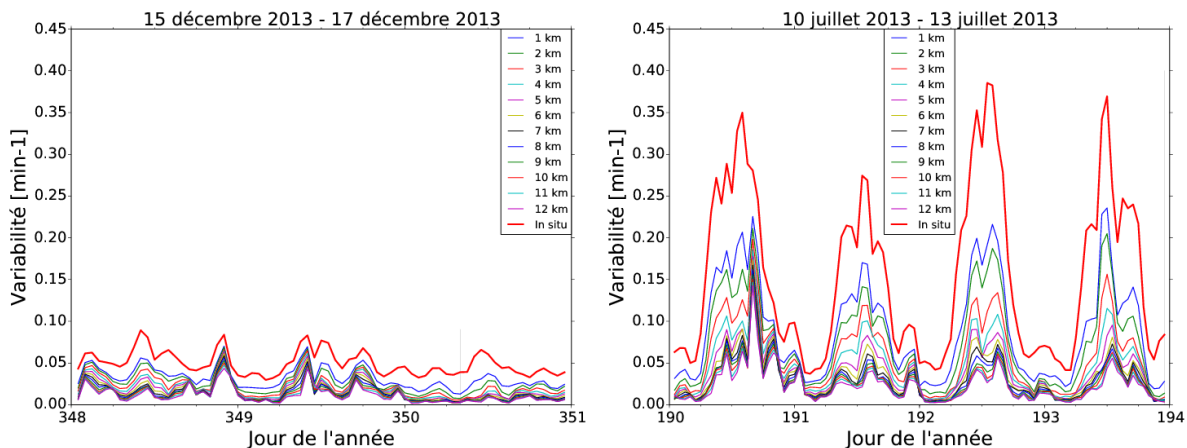


Figure 5 : Simulation de la variabilité de la réfractivité $ETOR_r$ qu'observerait un radar par propagation de la réfractivité mesurée in-situ à la station de Trappes selon le modèle d'advection de la turbulence figée, pour douze cibles virtuelles distantes de 1 à 12 km du radar, par pas de 1 km, pour (a) la période du 15 au 17 décembre 2013 (hiver) et pour (b) la période du 10 au 13 juillet

2013 (été). La variabilité est représentée par l'écart-type horaire glissant, calculé sur deux heures, des différences de premier ordre de réfractivité, exprimée en unité de réfractivité par minute. On remarquera la différence d'échelle verticale sur les deux graphes : l'amplitude de l'agitation diurne est environ quatre fois plus grande en été qu'en hiver.

Les figures (5a) et (5b) présentent les résultats de la simulation, à partir des données de la station météorologique de Trappes, de la variabilité $ETOR_r$ que le radar mesurerait si la dispersion spatiale de la réfractivité le long du trajet entre la cible et le radar résultait de la propagation de la réfractivité mesurée in-situ dans le cadre des hypothèses de Taylor, respectivement pour une période hivernale du 15 au 17 décembre 2013, et pour une période estivale du 10 au 13 juillet 2013. La simulation est réalisée pour douze cibles virtuelles, distantes de 1 à 12 km du radar, par pas de 1 km.

On retrouve les caractéristiques déjà observées de la variation diurne (cf. 2.1.) et de la variation saisonnière (cf. 2.2.) de l'agitation atmosphérique. L'effet de lissage due à l'intégration spatiale sur le trajet entre le radar et la cible est important et ceci dès le premier km. Ce phénomène de réduction d'amplitude de notre indicateur croît avec la distance d'éloignement, de façon non directement proportionnelle (courbes après 6 km).

Même si le signal in-situ est sous échantillonné lorsque l'on considère les fluctuations atmosphériques haute fréquence, la propagation des caractéristiques statistiques de la variabilité est toutefois possible. L'effet de lissage semble donc être bien mis en évidence grâce à cette première étape de simulation. Cet effet résulte effectivement d'une compensation partielle des fluctuations de la réfractivité le long du trajet entre le radar et la cible. En considérant le niveau du signal entre $ETOR_i$ et $ETOR_s$ (1 km), on peut penser que la turbulence impactant la mesure radar est dominée par des structures de tailles inférieures à 1 km.

A ce stade, il apparaît intéressant d'estimer dans quelle mesure le modèle de la turbulence figée advectée par le vent moyen permet de rendre compte de la variabilité de la réfractivité mesurée par radar.

3.4. Comparaison qualitative de l'amplitude de la variabilité de la réfractivité moyennée mesurée par radar et simulée pour le radar par propagation de la mesure de réfractivité in situ

3.4.1. Comparaison des séries temporelles

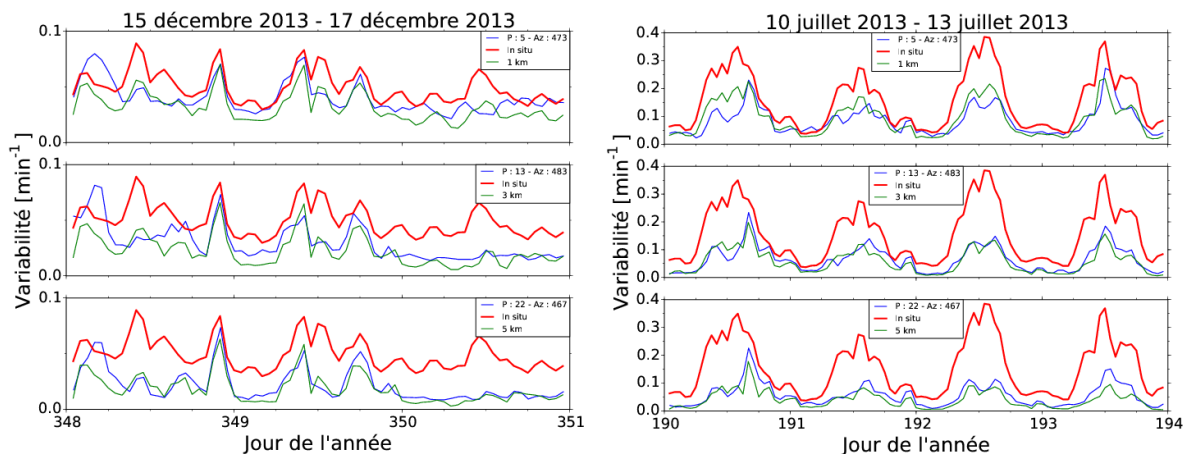


Figure 6 : Comparaison de séries temporelles des écarts-types caractérisant l'amplitude de la variabilité de la réfractivité mesurée par radar $ETOR_r$ (en bleu) et simulée $ETOR_s$ (en vert) en advectant les mesures de réfractivité in situ selon le modèle de la turbulence figée selon Taylor, pour trois cibles fictives de distances croissantes au radar 1 km (en haut), 3 km (au centre) et 5 km (en bas), pour la période du 15 au 17 décembre 2013 (a) et pour la période du 10 au 13 juillet 2013 (b). Les cibles fictives sont placées à la même distance que les cibles réelles. L'écart-type caractérisant la variabilité de la réfractivité mesurée in situ $ETOR_i$ est représentée en trait rouge gras. On remarquera la différence d'échelle sur l'axe des écarts-types, dans un rapport quatre entre la séquence estivale et la séquence hivernale.

Les figures (6a) et (6b) présentent la comparaison de la variabilité de la réfractivité mesurée par radar $ETOR_r$ et simulée pour le radar $ETOR_s$, dans le cadre de l'hypothèse de turbulence figée de Taylor, respectivement pour la période hivernale, du 15 au 17 décembre 2013, et pour la période estivale, du 10 au 13 juillet 2013. La comparaison est présentée pour trois cibles issues de la sélection de cibles de référence à des distances d'éloignement du radar de 1,2 km, 3,1 km et 5,3 km. Pour ces trois cibles, la comparaison s'effectue avec les séries temporelles de variabilité de la réfractivité simulée pour le radar pour des cibles fictives distantes respectivement de 1,3 et 5 km du radar.

La figure (8) dans son ensemble nous permet de constater un bon accord global entre l'observation et la simulation. La variabilité simulée est comparable en amplitude à celle mesurée par le radar, tant l'hiver que l'été. La variabilité simulée est légèrement moins intense, ce qui permet de penser que ce modèle d'advection n'explique qu'une partie de la variabilité observée par le radar.

Une petite exception peut être observée pour le 15 décembre notamment où il y a un épisode assez agité pour le radar. Après examen des conditions météorologiques il apparaît que la période est marquée par des fortes rafales de vent (entre 22 et 45 km/h) et un fort cisaillement de vent. Durant ce type d'épisode on peut penser que le vent assez

important, soufflant en rafales, génère d'avantage de fluctuations à l'altitude de propagation du faisceau radar qu'à 2 m où est mesurée la réfractivité in-situ.

La simulation se révèle plutôt convaincante lorsqu'elle parvient à reproduire également les petits décalages temporels entre les maxima de variabilité in-situ et radar. Ce phénomène est bien illustré le 10 juillet ou encore pour le 17 décembre. Plus précisément, pour le 10 juillet, on constate que la structure du maximum de variabilité radar est bien reproduite par la simulation, notamment pour les cibles à 3 et 5 km. L'examen de la situation météorologique de la journée du 10 juillet présente en effet des caractéristiques favorables au bon accord observé : conditions stables, faible cisaillement de vent et cibles situées sous le vent du radar.

4. Conclusions et perspectives

Dans le cadre de l'amélioration de la description spatiale et temporelle du champ d'humidité atmosphérique près du sol, cette étude présente une intercomparaison entre la variabilité temporelle de la réfractivité mesurée par les stations automatiques et par un radar météorologique du réseau opérationnel de Météo-France.

La mesure de réfractivité par radar nécessite la présence et la sélection d'échos de sol de bonne qualité selon les objectifs poursuivis. Ainsi, les critères déjà développés répondaient à un besoin de suivi temporel long de la valeur de la réfractivité mesurée par radar à fin de comparaison avec des stations de mesures classiques. Dans notre cas, la variabilité haute fréquence est étudiée, et nous avons donc mis en place un critère de sélection des cibles basé sur la corrélation temporelle entre les signaux in-situ et radar. Cela a permis de sélectionner des cibles à toutes les distances atteignables pour la mesure (0,5 à 32 km). Nous avons également, à titre de comparaison et de validation établi un jeu de cibles de références, bien identifiées.

Après définition d'un indice (ETOR) permettant la comparaison entre les variabilités des signaux, nous avons établi la très bonne corrélation temporelle entre les variabilités radar et in-situ. En utilisant les cibles de référence, il est apparu que les variabilités radar sont également bien corrélées entre elles. Un effet diurne apparaît également clairement, les fluctuations atmosphériques étant de plus grande amplitude le jour sous l'effet du forçage exercé par le rayonnement solaire. La réfractivité est donc agitée par la turbulence de la couche limite qui ne présente pas la même structure en journée l'été que pendant les autres périodes étudiées. De plus, la mesure de réfractivité moyennée par radar lisse les structures en fonction de la distance. Au-delà de 20 km, le comportement des cibles est affecté par les éventuels repliements.

La réfractivité mesurée par radar à l'aide d'une cible fixe stable suit de façon satisfaisante celle mesurée par une station in-situ proche. On peut donc dire que, hors problème de repliement, la réfractivité moyennée sur le trajet du radar à la cible, est pertinente pour les basses fréquences d'origine synoptique ou journalière.

En revanche, la variabilité à 5 minutes de la réfractivité moyennée diminue avec la distance, ce qui résulte de l'inhomogénéité de la réfractivité sur le chemin du radar à la cible. Un modèle basé sur la notion de bulles atmosphériques de taille variable a été le plus pertinent pour expliquer cette atténuation avec la distance et les différences observées entre une journée estivale et les autres périodes. Ces simulations réussissent à restituer assez correctement la variabilité des mesures de réfractivité par radar, notamment lors des phases d'agitation diurne de la période estivale. Ainsi, en disposant d'une mesure de vent à 10 m et d'une station in-situ, on peut restituer le niveau de variabilité de la réfractivité pour des distances allant de 1 à 5 km environ. Une des perspectives possibles sera alors d'établir des niveaux d'agitation de l'atmosphère grâce à une mesure de vent et des mesures de la variabilité de la réfractivité radar à différentes distances.

Cette étude s'inscrit également dans le contexte d'une expérimentation (TeMeRAiRE pour Test de la Mesure de Réfractivité Atmosphérique par Radar à l'Echelle hectométrique) menée durant l'été 2014, sur la plateforme du SIRTa (Site Instrumental de Recherche par Télédétection Atmosphérique) située à Palaiseau. Elle consiste à étudier les propriétés de la réfractivité à l'aide de deux radars à 9,5 et 95 GHz illuminant des cibles artificielles constituées de piquets de 10 mètres de hauteur, coiffés de trièdres métalliques rétrodiffusant, alignés et positionnés à différentes distances (300, 500, 550 et 650 m) du radar. Ce dispositif a permis d'effectuer des tirs à hautes fréquences (1,5 ms et 0,25 s) et offre davantage de souplesse que l'utilisation d'un radar météorologique opérationnel. Il permet notamment d'effectuer des différenciations temporelle et spatiale de la mesure de phase grâce à la disposition des cibles, à la fréquence d'échantillonnage et aux différentes gammes de distances atteignables. Une intercomparaison avec des capteurs spécifiques disposés entre les cibles et mesurant la réfractivité ainsi que les flux de chaleur et de vapeur d'eau sera possible. Cette campagne s'inscrit dans le cadre plus large d'un projet d'étude de la variabilité de l'humidité à l'échelle hectométrique au-dessus de la ville de Paris autour des thématiques de météorologie urbaine.

Références bibliographiques

- 1- Emanuel K. et al., 1995: Report of first prospectus development team of the U.S. weather research program to NOAA and the NSF. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **76**:1194-1208
- 2- Koch A., A. Aksakal, J.T. McQueen, 1997: The influence of mesoscale humidity and evapotranspiration fields on a model forecast of a cold-frontal squall line. *Mon. Wea. Rev.*, **125**:384-409.
- 3- Sherwood S.C., R. Roca, T.M. Weckwerth, and N.G. Andronova, 2010: Tropospheric water vapor, convection, and climate. *Reviews of Geophysics*, **48** :RG2001.
- 4- Dabberdt W.F. and T.W. Schlatter, 1996: Research opportunities from emerging atmospheric observing and modeling capabilities. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **77**:pp.305-323
- 5- Crook N. A. 1996: Sensitivity of moist convection forced by boundary layer processes to low-level thermodynamic fields. *Monthly Weather Review*, **124**:1767-1785
- 6- Fabry F., C. Frush, I. Zawadzki, A. Kilambi, 1997: On the extraction of near-surface index of refraction using radar phase measurements from ground targets, *J. Atmos. Ocean. Technol.*, **14**:978-987.
- 7- Fabry F., 2004: Meteorological value of ground target measurements by radar, *J. Atmos. Ocean. Technol.*, **21**:560-573.
- 8- Parent du Châtelet J., Boudjabi C, Besson L, and Caumont O, 2012: Errors caused by long-term drifts of magnetron frequencies for refractivity measurement with a radar: Theoretical formulation and initial validation. *J. Atmos. Oceanic Technol.* **29**(10):1428–1434, DOI: 10.1175/JTECH-D-12-00070.1
- 9- Besson L, Parent du Châtelet J, 2013: Solutions for Improving the Radar Refractivity Measurement by Taking Operational Constraints into Account, *J. Atmos. Oceanic Technol.* **30**: 1730–1742. DOI: 10.1175/JTECH-D-12-00167.1
- 10- Weckwerth T.M., C.R. Pettet, F.Fabry, S. Park, M.A. Lemone, J.W. Wilson, 2005: Radar Refractivity Retrieval: Validation and Application to Short-Term Forecasting, *J. Appl. Meteorol.* **44**:285-300
- 11- Wakimoto R. M. and H. V. Murphey. Analysis of a dryline during IHOP : Implications for convection initiation. *Monthly Weather Review*, **137**:912–936, 2009.
- 12- Gasperoni N. A., Xue M., Palmer R. D. and Gao J. : 2012, Sensitivity of Convective Initiation Prediction to Near-Surface Moisture When Assimilating Radar Refractivity. *J. of Atmos. Oceanic Technol.*, **30**:2281-2302
- 13- Caumont O., Foray A., Besson L., Parent du Châtelet J. 2013: An observation operator for radar refractivity change: comparison of observations and convective-scale simulations. *Boundary Layer Meteorology*, **148**:379-397, DOI: 10.1007/s10546-013-9820-3
- 14- Nicol J, A. Illingworth, K. Bartholomew, The potential of 1h refractivity changes from an operational C-band magnetron-based radar for numerical weather prediction validation and data assimilation, *Quat. J. of the Royal Meteor. Soc.*
- 15- Weckwerth, T., and Coauthors, 2004: An overview of the International H2O Project (IHOP_2002) and some preliminary highlights. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **85**: 253–277.
- 16- Roberts R. D., E. Nelson, J. W. Wilson, N. Rehak, J. Sun, S. Ellis, T. Weckwerth, F. Fabry, P. C. Kennedy, J. Fritz, V. Chandrasekar, S. Reising, S. Padmanabhan, J. Braun, T. Crum, L. Mooney, and R. Palmer, 2008: *REFRACTT 2006*. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **89**: 1535–1548.
- 17- Ducrocq, V., Roussot, O., Beranger, K., Braud, I., Chanzy, A., Delrieu, G., Drobinski, P., Estournel, C., Ivancan-Picek, B., Josey, S., Lagouvardos, K., Lionello, P., Llasat, M. C., Ludwig, W., Lutoff, C., Mariotti, A., Montanari, A., Richard, E., Romero, R., Ruin, I., and Somot, S., 2010: HyMeX International Science Plan, http://www.hymex.org/public/documents/HyMeX_Science_Plan.pdf
- 18- Besson L., Boudjabi C., Caumont O., and Parent du Châtelet J., 2012 : Links between weather phenomena and characteristics of refractivity measured by precipitation radar. *Bound.-Layer Meteor.* **143**(1): 77–95, DOI: 10.1007/s10546-011-9656-7.
- 19- Bean B.R. and E. J. Dutton, 1968: *Radio Meteorology*, Monogr., *Nat. Bur. of Stand.*, 435 pp.
- 20- Smith E. K. and Weintraub S., The constants in the equation for atmospheric refractive index at radio frequencies. *Proceedings of the Institute of Radio Engineers (IRE)*. **41**:1035-1037, 1953.
- 21- *World Meteorological Organization, Guide to Meteorological Instruments and Methods of Observation*, Appendix 4B, WMO-No. **8** (CIMO Guide), Geneva 2008.
- 22- Taylor G. I., *The Spectrum of Turbulence* 1938, *Proceedings of the Royal Soc. of London*. **164**:476-490.
- 23- Stull R. B., *An introduction to Boundary Layer Meteorology*. Kluwer Academic, 1988
- 24- Pasquill F., The estimation of the dispersion of windborne materials 1961. *The Meteorological Magazine*. **90**:33-49
- 25- Turner D.B., Workbook of Atmospheric Dispersion Estimates. Public Health Service Publication, *U.S. Government Printing Office, Washington, D.C.* 999ap-26 (revised edition) – edition, 1970
- 26- Besson, L., O. Caumont, and J. Parent du Châtelet, 2013 : La réfractivité radar : vers une cartographie de l'humidité en basse couche de l'atmosphère, *La Météorologie*, **83** : 81-89.